

ESTANCAMIENTO ATMOSFÉRICO E INVERSIONES TÉRMICAS EN LA MESETA MERIDIONAL

Domingo F RASILLA ÁLVAREZ¹, Felipe FERNANDEZ GARCÍA², Fernando ALLENDE² y Alberto MARTILLI³

¹*Departamento de Geografía, Urbanismo y OT, Universidad de Cantabria.*

²*Departamento de Geografía, Universidad autónoma de Madrid.*

³*CIEMAT (Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas)*

**domingo.rasilla@unican.es, felipe.fernandez@uam.es,
fernando.allende@uam.es, alberto.martilli@ciemat.es**

RESUMEN

Las situaciones prolongadas de estancamiento atmosférico han recibido mucha atención mediática en los últimos años, debido a sus efectos negativos sobre la calidad del aire en ámbitos urbanos. Por ello, este trabajo examina esas situaciones y su influencia sobre la génesis, dinámica y características de las inversiones térmicas en la provincia de Madrid.

Los resultados muestran que estas situaciones son muy propicias a la génesis de inversiones térmicas, con máxima frecuencia en diciembre y enero, especialmente bajo condiciones anticiclónicas. La mayoría de las inversiones térmicas están sometidas a un ciclo diario, con máxima frecuencia nocturna, aunque no son desconocidos episodios persistentes en los que las inversiones de irradiación nocturna se combinan con inversiones de subsidencia en altura. El espesor de la capa de aire frío superficial no suele superar los 200 m; esta circunstancia determina un claro contraste térmico entre los observatorios del fondo de los valles y los situados en el piedemonte, al igual que ocurre entre los valles y las cumbres del Sistema Central. El análisis de las imágenes de satélite también confirma el contraste entre las superficies frías, alrededor de las vegas de los ríos Jarama, Manzanares y Henares, y las zonas más cálidas, especialmente las laderas del Sistema Central.

Palabras clave: estancamiento atmosférico, inversiones térmicas, Madrid.

ABSTRACT

Prolonged situations of atmospheric stagnation have focused media attention in recent years, due to their negative effects on air quality. Therefore, this paper examines their influence on the genesis, dynamics and characteristics of temperature inversions around the Metropolitan Area of Madrid.

The results confirm that atmospheric stagnation are favorable to the genesis of temperature inversions, most frequently in December and January, especially under anticyclonic conditions. Most of the temperature inversions are subject to a daily cycle, with maximum nighttime frequency, although a few episodes persist during the following daily hour. The thickness of this near-surface cold air layer does not

usually exceed 200 m; this circumstance determines a contrasted temperature behavior between the bottom of the valleys and the foothills and the summits of the mountains. The analysis of the satellite images also confirms the spatial contrast between the cold areas, around the valleys of the rivers Jarama, Manzanares and Henares, and the warmer zones, especially the slopes of the Sistema Central.

Key words: atmospheric stagnation, temperature inversions, Madrid.

1. INTRODUCCIÓN

Madrid conforma una de las grandes áreas metropolitanas de Europa. La población, algo más de 6 millones de habitantes, se distribuye a partes iguales entre la capital y una corona de poblaciones satélites, lo cual explica la elevada frecuencia de movimientos pendulares mediante transporte privado. A ello se une unas condiciones climáticas mediterráneas y una topografía que favorece circulaciones mesoescalares con alta capacidad de recirculación. Concentración de actividades potencialmente adversas y clima explican el que el área metropolitana esté sometida a episodios de escaso confort ambiental, como por ejemplo elevados niveles de contaminación atmosférica, o a la intensificación de la isla de calor urbano. Investigaciones recientes han mostrado que dichos episodios están relacionados con situaciones persistentes de estancamiento atmosférico, caracterizadas por una gran estabilidad atmosférica, que minimizan tanto el movimiento vertical como el horizontal del aire (Korshover y Angell, 1982; Wang y Angell, 1999).

Una de las consecuencias habituales de estos episodios de estancamiento atmosférico, son las inversiones térmicas. Estas se definen como una inversión del gradiente vertical de las temperaturas, habitualmente negativo (disminución de la temperatura con la altitud). Existen diversos precedentes del estudio de inversiones térmicas en la Meseta Meridional, por ejemplo, por López Gómez (1975), Fernández y Galán (1983), García-Abad y Carmona (1997) y Bello Fuentes (2008). El objetivo de este trabajo es presentar los primeros resultados de un análisis de las condiciones atmosféricas asociadas a situaciones de estancamiento sobre la Meseta Meridional durante el invierno, y en particular, de uno de sus efectos, las inversiones térmicas.

2. FUENTES DE INFORMACIÓN Y METODOLOGÍA

Para la realización de este trabajo se han utilizado diferentes fuentes de información. Los registros diarios y horarios de temperatura del aire, viento y precipitación, provienen de la Agencia Estatal de Meteorología (AeMet). También se han utilizado los campos de presión a nivel del mar y topografía del nivel de 500 hPa (NCEP II Reanalysis), extraídos de <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, (NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder, Colorado). Igualmente, se extrajeron los índices mensuales de diversas teleconexiones calculados por NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml). Los niveles significativos de los sondeos pertenecientes a la estación 08221 Aeropuerto de Madrid-Adolfo Suárez-Barajas proceden de la base de datos IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive);

<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra>). Finalmente, los valores de la temperatura de la superficie terrestre fueron proporcionados por el producto MYD11A1 (V6)-MODIS/Aqua Land Surface Temperature and Emissivity L3 Global 1 km Grid SIN. Las situaciones de estancamiento son identificadas aplicando los criterios utilizados por NCDC para elaborar el conocido como air stagnation index (ASI; Wang y Angell, 1999). Según este índice, los días de estancamiento son definidos como aquellos que cumplen simultáneamente 3 condiciones

1. Vientos ligeros (< 4 m/s) en superficie (reducida capacidad de dispersión en una atmósfera estable).
2. Vientos ligeros en las capas altas de la atmósfera ($< 13,3$ m/s), generalmente vinculados al movimiento lento de los sistemas de alta presión.
3. Ausencia de precipitación, que impide el lavado y renovación de la atmósfera de la atmósfera.

Cuando estas condiciones persisten al menos 4 días, esto define un evento persistente de estancamiento. Mediante la técnica de compositing (Yarnal, 1993) se obtuvieron los patrones sinópticos correspondientes a todos los días que cumplieron dichas condiciones.

Con el fin de evaluar el grado de control que ejercen las condiciones a escala hemisférica, se calculó el índice de correlación de Pearson entre la frecuencia estacional del número de días como del número de eventos, con los índices de conocidas teleconexiones, como la Oscilación del Atlántico Norte etc, estableciéndose el umbral de significación en 0,05 según la prueba de Student. Este mismo procedimiento se utilizó para cuantificar la relación entre la altitud de las estaciones meteorológicas y los registros simultáneos de temperatura máxima y mínima en la provincia de Madrid y áreas limítrofes.

Por su parte, la estratificación vertical de la atmósfera fue analizada mediante el cálculo de los perfiles verticales medios de la atmósfera, y la delimitación del espesor de la atmósfera asociado a una inversión térmica. En el primer caso, se recurrió a la interpolación de los niveles significativos de cada sondeo a un perfil vertical común, cuyos niveles están separados 50 hPa, desde la superficie hasta los 300 hPa. En el segundo caso, se delimitó la base y el techo de cada inversión térmica, calculándose a partir de ellas su gradiente y espesor.

3. RESULTADOS

3.1. Variabilidad mensual y evolución a largo plazo.

La frecuencia mensual de días de estancamiento presenta un mínimo invernal y un máximo estival. Durante el invierno, la cifra de días de estancamiento oscila en torno al 27%, habiendo experimentado una tendencia creciente en las últimas décadas, aunque sometida a una notable variabilidad interanual. Inviernos especialmente rigurosos fueron los de 1975, 1989 y 1992, en los que casi se alcanzó un 40% de los días bajo estas condiciones; por el contrario, los inviernos de 1966, 1970, 1979 y 2003 no registraron ningún caso (Figura 1).

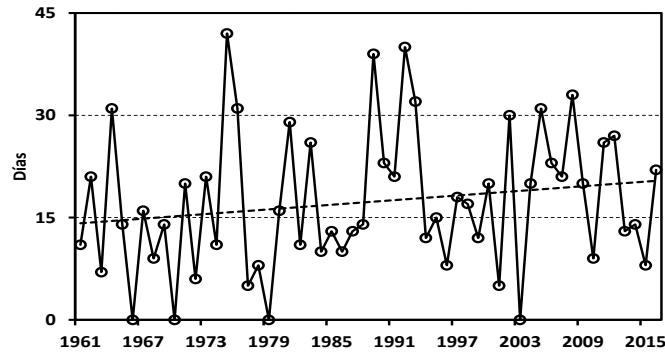


Fig. 1: Evolución del número de días de estancamiento durante el periodo 1961-2015 en invierno (Diciembre a Febrero).

3.2. Caracterización de la dinámica atmosférica asociada a eventos de estancamiento.

La configuración isobárica promedio muestra en superficie un área de altas presiones cubriendo gran parte de la Península Ibérica (Figura 2). La separación entre isobaras confirma la estabilidad general de la atmósfera, un escaso movimiento horizontal del aire y la baja probabilidad de precipitación. En las capas altas, la estabilidad es reforzada por la presencia de una dorsal centrada sobre la Península Ibérica; igualmente, la separación de las isobaras confirma la debilidad del viento en altura.

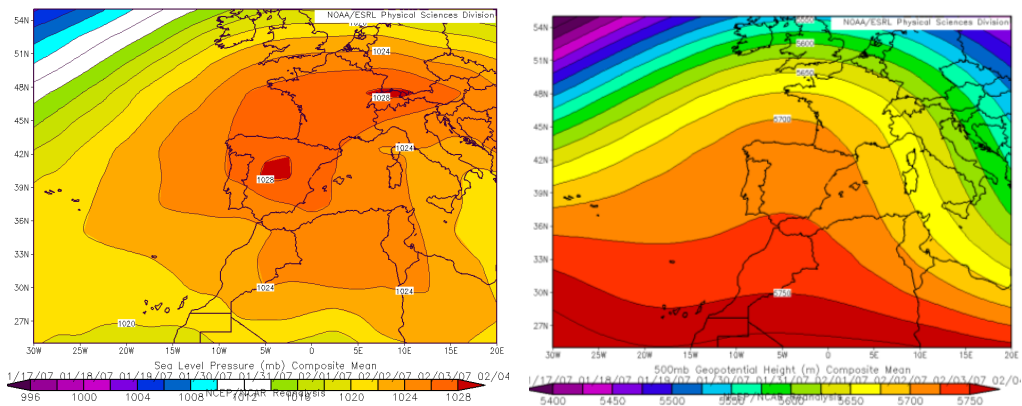


Fig. 2: Mapas promedio de la presión atmosférica a nivel del mar y del geopotencial de 500 hPa correspondientes a los días de estancamiento invernal (1961-2015; imagen proporcionada por NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado, desde su web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>).

La comparación entre el número de días de estancamiento en invierno y el valor promedio de los índices de las teleconexiones más relevantes para el clima de Europa pone de manifiesto que, si bien las configuraciones sinópticas establecen un marco general propicio, son las condiciones locales las que controlan su frecuencia

en el tiempo, y éstas no dependen de una única configuración de presión a escala hemisférica.

	NAO	EA	EAWR	SCA
Días estancamiento	0,42 **	-0,25 *	0,50 **	-0,43**

Tabla 1: Coeficiente de correlación de Pearson entre el número de días de estancamiento y los índices de las principales teleconexiones que afectan a Europa Occidental.

La confluencia de procesos sinópticos y mesoescalares es evidente cuando se analiza la estructura vertical de la atmósfera (Figura 3). Los sondeos nocturnos (izquierda) combinan subsidencia dinámica en niveles intermedios (a partir de los 900 hPa), ligados a la llegada de masas de aire cálido en altura, e irradiación en superficie, vinculada a la ausencia de viento y pérdida de calor (emisión radiación infrarroja) en las largas noches invernales. La sequedad de la atmósfera intensifica ambos procesos, aunque ocasionalmente algunos sondeos muestran finas capas superficiales saturadas (nieblas), como confirman los mensajes SYNOP simultáneos. Durante las horas diurnas, la inversión se transforma en una capa convectiva de escasa potencia, favorecida por el calentamiento de la superficie terrestre bajo condiciones de escasa nubosidad, pero a la que la subsidencia impide cualquier progresión en altura.

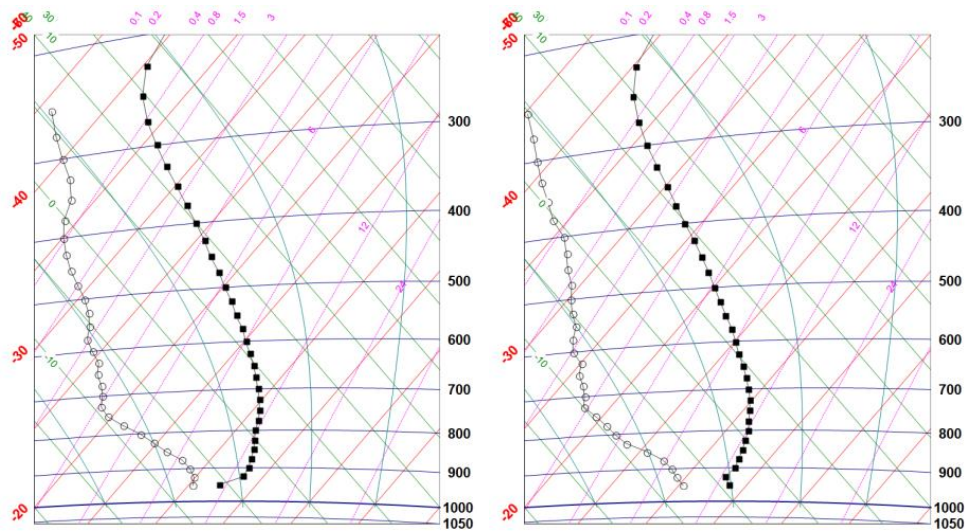


Fig. 3: Estratificación vertical de la atmósfera durante días de estancamiento (izquierda, sondeo nocturno-00 UTC-; derecha sondeo diurno -12UTC-).

Las inversiones térmicas superficiales se debilitan a lo largo del día, puesto que si aproximadamente el 70% de los sondeos bajo condiciones de estancamiento registran una inversión de esa naturaleza, a las 12 UTC sólo son el 6%. También el espesor de la inversión varía a lo largo del día, pero en sentido contrapuesto: si a las

00 no suele superar los 200 m de espesor, y ocasionalmente llega hasta los 400 m, a mediodía sólo persisten aquellas que manifiestan una extraordinaria potencia (300 ó 400 m de espesor). Esto se traduce igualmente en gradientes verticales contrastados: si de madrugada las diferencias de temperatura entre la base y el techo de la inversión oscilan entre 3-5°C, durante las horas diurnas se registran casos de más de 10°C (Figura 4).

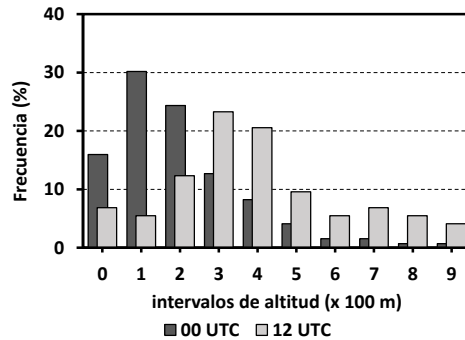


Fig. 4: Frecuencia relativa del espesor de la capa de inversión en superficie.

Una de las consecuencias inmediatas de las inversiones térmica es la exageración del ciclo térmico diario. La figura 5 compara el régimen térmico horario durante los meses invernales, bajo situaciones normales y de estancamiento, en un transecto N-S que comienza en Navacerrada y concluye en Aranjuez. Las estaciones seleccionadas se sitúan en cada una de las grandes regiones fisiográficas de la comunidad, más una urbana. Como regla general, cabe señalar que, a medida que nos acercamos a la montaña, la amplitud del ciclo diario disminuye: el gradiente vertical diurno negativo se debilita durante las horas nocturnas y llega a invertirse bajo situaciones de estancamiento. En éstas últimas es posible establecer 3 ritmos térmicos diferenciados.

1. Por ejemplo, en las de mayor amplitud térmica, Barajas y Aranjuez, sus máximas diurnas superan los 14°C, pero las mínimas descienden por debajo de los 0°C. Ello se debe a su localización en el fondo de valles, dónde la frecuencia y efectos de las inversiones es máxima.

2. Sorprende, por el contrario, la similitud de regímenes térmicos de Colmenar Viejo y Retiro, a pesar de una diferencia de altitud de unos 300 m. Su amplitud es inferior a 10°C, con máximas en torno a 12°C y mínimas de unos 4°C. Esta similitud encubre mecanismos diferentes; en el caso de Colmenar, su localización en la rampa de la Sierra de Guadarrama la sitúa por encima del techo habitual de las inversiones térmicas. Por el contrario, aunque Retiro se encuentra por debajo del techo de las inversiones térmicas, la isla de calor urbana contrarresta la irradiación nocturna.

3. Por último, las cumbres se caracterizan por una homotermia, con una amplitud térmica que no supera los 5°C; obsérvese además que la marcha de las temperaturas diurnas sigue claramente el recorrido del sol (frente a un retraso de unas 2-3 horas en las zonas bajas), y cómo el termómetro apenas varía entre las 18 UTC y las 09 UTC.

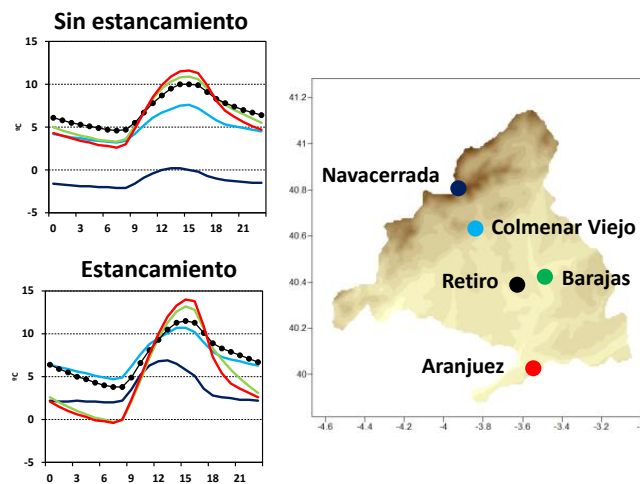


Fig. 5: Régimen térmico horario en la Comunidad de Madrid durante situaciones de estancamiento y otras situaciones.

El papel determinante de las inversiones térmicas en la conformación de un patrón espacial anómalo de la temperatura del aire queda plasmado también al someter los registros de temperatura máxima y mínima diaria de una muestra de observatorios meteorológicos en la región a sendos análisis de regresión lineal. Como variable independiente se ha utilizado la altitud del observatorio, mientras que las variables dependientes son la temperatura máxima y la mínima. La tabla II muestra el coeficiente de correlación de Pearson para cada uno de esos pares de análisis. Se observa que el impacto de las inversiones térmicas es fundamentalmente nocturno y bajo situaciones de estancamiento. Puede observarse esta ausencia de relación entre ambas variables en la figura 6 (izquierda), que contrapone la distribución de las temperaturas mínimas bajo situaciones de no estancamiento y de estancamiento.

	No estancamiento	Estancamiento
Temperatura máxima diaria	-0,91**	-0,71**
Temperatura mínima diaria	-0,77**	-0,11

Tabla 2: Coeficiente de correlación entre altura y temperatura en la Comunidad de Madrid. Fuente: elaboración propia a partir de datos de AeMet. Fuente: elaboración propia a partir de datos de AeMet. ** Valores significativos con un nivel de significación del 95 %,

La representación gráfica de las anomalías de la temperatura del aire obtenidas tras la aplicación del modelo de regresión muestra una diversidad espacial, aunque es posible sintetizar ámbitos homogéneos. Por un lado, el mapa muestra tres zonas donde las anomalías son positivas: las cumbres del Sistema Central, la Rampa y la ciudad de Madrid. En el caso de las zonas de cumbre, tanto en Navacerrada (1880 m) como en La Pinilla (1860 m) registran valores 2°C superiores a los esperables; ambos observatorios se comportan como si estuvieran en la atmósfera libre. Los observatorios ubicados en la Rampa se sitúan por encima del techo habitual de las inversiones, pero además, su configuración topográfica favorece la evacuación de

las masas de aire frías hacia las zonas más bajas. Por último, cabe confirmar lo expuesto anteriormente en el caso de zonas urbanas: los observatorios situados en las proximidades de Madrid (Retiro, Ciudad Universitaria, Cuatro Vientos, Getafe) muestran anomalías positivas ligadas al efecto de isla de calor. Por el contrario, son las zonas topográficamente deprimidas las que registran los valores anómalos más negativos. Esto es el caso tanto de los valles situados en la Sierra como de algunos valles emplazados entre los páramos calizos del valle del Henares. Estas localizaciones favorecen la acumulación del aire frío que se desploma desde las zonas más altas.

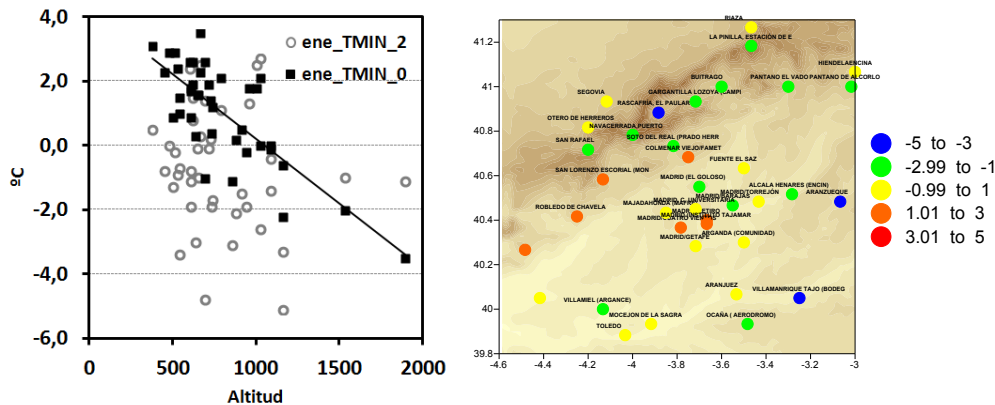


Fig. 6: Gráfico representando la relación entre altitud y temperatura mínima en situaciones de estancamiento y no estancamiento invernales (izquierda) y mapa de los residuos (anomalía de la temperatura en °C) durante las situaciones de estancamiento.

Finalmente, y dada la naturaleza discreta (en el espacio) de los registros térmicos, se procedió a cartografiar la temperatura de la superficie terrestre obtenida por el sensor MODIS, instalado en el satélite AQUA, cuya hora de paso es próxima a las horas de máxima y mínima temperatura. Dada la proximidad entre las temperaturas nocturnas del aire y de la superficie terrestre, este procedimiento permite obtener una visión más completa y global del efecto de las situaciones de estancamiento sobre el campo térmico. Como puede observarse en la figura 7, el mapa coincide en gran medida con lo expuesto en líneas anteriores. Así, las zonas más frías están situadas dentro de los valles rodeados de montañas o de páramos, mientras que la anomalía que supone la ciudad de Madrid y las zonas altas aparecen igualmente representadas. Cabe mencionar en el caso de las zonas bajas, la existencia de cierto contraste entre el sector representado en la cuenca del Tajo, donde el relieve es relativamente heterogéneo, y por lo tanto, existe una alternancia de zonas relativamente cálidas y frías, y la homogeneidad de la cuenca del Duero, ocupada casi por completo, por bajas temperaturas.

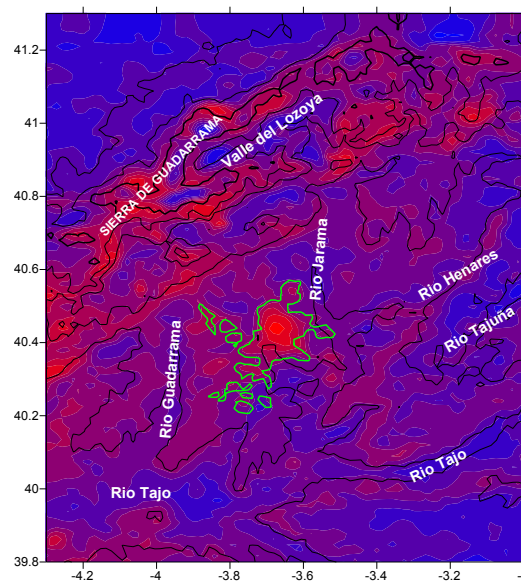


Fig. 7: Mapa de la temperatura de la superficie terrestre nocturna (MODIS) durante situaciones de estancamiento. Línea verde: perfil de Madrid, líneas negras, curvas de nivel cada 100 m.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El objetivo del presente trabajo ha sido una aproximación al efecto de las situaciones de estancamiento atmosférico durante la estación invernal en la Comunidad de Madrid. Estas situaciones se caracterizan por la debilidad de los movimientos horizontales y verticales de la atmósfera, asociados a una combinación de procesos sinópticos y mesoescalares. Entre los primeros, se halla el control ejercido por configuraciones anticiclónicas, mientras que en el segundo caso, la estabilidad y la ausencia de vientos generan fuertes inversiones térmicas. A causa del balance térmico negativo entre la superficie terrestre y las capas bajas de la atmósfera, se forma una capa superficial más fría, particularmente durante las horas nocturnas, que ocasiona un desacoplamiento vertical entre las temperaturas de las zonas altas y las de los fondos de los valles.

La tendencia creciente en la frecuencia invernal de estas situaciones coincide con los resultados de algunos trabajos que la vinculan a un aumento de la estabilidad atmosférica en zonas como el Mediterráneo, consecuencia del calentamiento global (Horton et al, 2012). Esta circunstancia tendría efectos interesantes, ya que el desacoplamiento de las temperaturas en superficie y altura podría explicar la aceleración de las consecuencias del calentamiento en zonas altas, como parece deducirse de los cambios detectados en los procesos de morfogénesis fría y de escalonamiento vertical detectados en el Sistema Central (García Romero et al, 2010). Igualmente, las inversiones térmicas vendrían a intensificar localmente el efecto de isla de calor urbana, sobre todo en ciudades de clima riguroso y con topografía abrupta, favorables a la acumulación local de aire frío.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro del proyecto de investigación CGL2016-80154-R “Análisis y modelización de eventos climáticos extremos en Madrid: olas de calor e inversiones térmicas”.

REFERENCIAS

- BELLO FUENTES, V (2008): Las inversiones térmicas en el valle bajo del Henares. Serie Geográfica - Profesora María de los Ángeles Díaz Muñoz, In Memoriam, 14: 47 – 60.
- FERNÁNDEZ, F. y E. GALÁN (1983): Características térmicas del Valle del Tiétar. VII Coloquio de Geografía, Pamplona, 1981. Tomo I, ponencias y comunicaciones; AGE, Salamanca: 99-107.
- GARCÍA-ABAD, J.J. y CARMONA V. (1997): Estudio geográfico de las temperaturas en la Alcarria Suroriental (II): análisis microclimático y cartografía en 1992., Cuadernos Geográficos, 27: 171-196.
- GARCÍA-ROMERO A; MUÑOZ JIMÉNEZ J.; ANDRÉS, N. y PALACIOS D. (2010): Relationship between climate change and vegetation distribution in the Mediterranean mountains: Manzanares Head valley, Sierra De Guadarrama (Central Spain). Climatic Change 100 (3): 645-666. DOI10.1007/s10584-009-9727-7.
- HORTON D.E., HARSHVARDHAN y DIFFENBAUGH, N.S. (2012): Response of air stagnation frequency to anthropogenically enhanced radiative forcing. Environmental Research Letters, 7 (4) DOI: 10.1088/1748-9326/7/4/044034/pdf
- KORSHOVER J y ANGELL J K 1982 A review of air-stagnation cases in the eastern United States during 1981-Annual summary Mon. Weather Rev. 110 1515–18
- LÓPEZ GÓMEZ, A (1975): Inversión de temperatura entre Madrid y la Sierra de Guadarrama con advección cálida superior. Estudios Geográficos 36 (138-139), pp. 567-604.
- SCHMITT, R. (1946): El clima de Castilla la Vieja y Aragón. Trad. Estudios Geográficos, 21-22: 727-814.
- WANG J X L y ANGELL J K 1999 Air stagnation climatology for the United States (1948–1998) NOAA/Air Resources Laboratory ATLAS No.1
- YARNAL, B. (1993): Synoptic climatology in environmental analysis. A primer. London, Belhaven Press, 200 pp.